

# キャンペーン相対重力測定で得られた箱根火山の重力時空間変化 (2018年7月～2025年3月)

風間卓仁<sup>\*1</sup>・田中優稀斗<sup>\*1</sup>・安部祐希<sup>\*2</sup>・長縄和洋<sup>\*1,2</sup>・大柳諒<sup>\*1</sup>・岡田和見<sup>\*3</sup>

## Spatiotemporal gravity changes at Hakone volcano obtained by campaign relative gravity measurements from July 2018 to March 2025

by

Takahito KAZAMA<sup>\*1</sup>, Yukito TANAKA<sup>\*1</sup>, Yuki ABE<sup>\*2</sup>, Kazuhiro NAGANAWA<sup>\*1,2</sup>, Ryo OYANAGI<sup>\*1</sup> and Kazumi OKADA<sup>\*3</sup>

### Abstract

We conducted a total of 15 relative gravity measurements using spring-type relative gravimeters at Hakone volcano over the seven-year period from 2018 to 2025. The gravity data were collected at eight gravity points around Owakudani and Lake Ashinoko, with a reference gravity point at Hot Springs Research Institute in Odawara. The relative gravity values varied within the range of up to 70  $\mu\text{Gal}$  over the seven years, and clearly showed the annual gravity change of increase in autumn and decrease in spring. In this study, we first applied principal component analysis to the spatiotemporal dataset of relative gravity measurements obtained at the eight gravity points, and extracted temporal variations that are commonly observed across these gravity points. We also constructed a linear hydrological gravity-response model and successfully reproduced the observed gravity variations with a precision of approximately 10  $\mu\text{Gal}$ . However, this hydrological model is empirical because actual land-water flow and hydrological gravity change are governed by nonlinear equations. To reproduce the observed hydrological gravity changes with greater precision, a more sophisticated model that accounts for the nonlinearity is required. This study was unable to detect any significant volcanic gravity signals in the relative gravity data collected from 2018 to 2025, so we expect to observe such gravity signals by applying the sophisticated hydrological model to subtract the hydrological effects from newly measured gravity data in future studies.

### 1. はじめに

箱根火山は神奈川県西部に位置する活動的火山である。箱根火山ではたびたび地震活動の活発化や膨張性の地殻変動が観測されてきたが、有史以来の長い間噴火活動が観測されることはなかった（気象庁, 2013）。しかし、2015年の火山活動では、火山性地震の増加や大涌谷の噴気増大を経て、6月29日に大涌谷でごく小規模な水蒸気噴火が発生した（気象庁, 2015; Mannen *et al.*, 2018）。2015年7月以降火山活動は静穏化したものの、2019年には再び火山活動の活発化が確認された（気象庁, 2019a）。

箱根火山の火山活動を監視するため、箱根火山の周

辺ではさまざまな地球科学的観測が行われている（e.g., Yukutake *et al.*, 2011, 2017）。特に測地学関連では、水準・GNSS・傾斜といった地殻変動観測が実施されており（e.g., 村瀬ほか, 2018）、2015年の火山活動の際にもダイク貫入や圧力源膨張に伴って地殻変動が検出された（Harada *et al.*, 2018; Honda *et al.*, 2018）。また、合成開口レーダー衛星の観測データを用いて箱根火山の地殻変動を面的に把握する研究も行われており、2015年噴火の際には箱根火山浅部の圧力源変動が明らかになった（Doke *et al.*, 2018）。ただし、地殻変動は地下の圧力変動に伴う媒質側の二次的変形に対して高い感度を有しており、圧力変動に関わった物質の物性に対する感度は

\*1 京都大学大学院理学研究科 〒606-8502 京都府京都市左京区北白川追分町

\*2 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586

\*3 北海道大学地震火山研究観測センター 〒060-0810 北海道札幌市北区北 10 条西 8 丁目

論文, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第 57 巻, 1-20, 2025

低い。火山活動のメカニズムを根本的に明らかにするには、地殻変動といった従来の観測手法だけでなく、火山活動に関わる物質自身を直接把握するような観測手段が不可欠である。

この問題点を解決する手法の1つに重力観測がある。というのも、重力加速度（重力）は質量分布の空間積分として表現できるので、質量・密度の値やその時空

間分布に高い感度を有する。そのため、火山周辺で重力の時空間分布を測定することで、地下の質量や密度を直接把握することができるのである（Furuya *et al.*, 2003; Carbone *et al.*, 2013; Kazama *et al.*, 2015）。箱根火山周辺においては、これまで横山ほか（2002）が地下構造の把握のために相対重力測定を実施したほか、岩瀬ほか（2006）が神奈川県小田原市の温泉地学研究所で絶対重

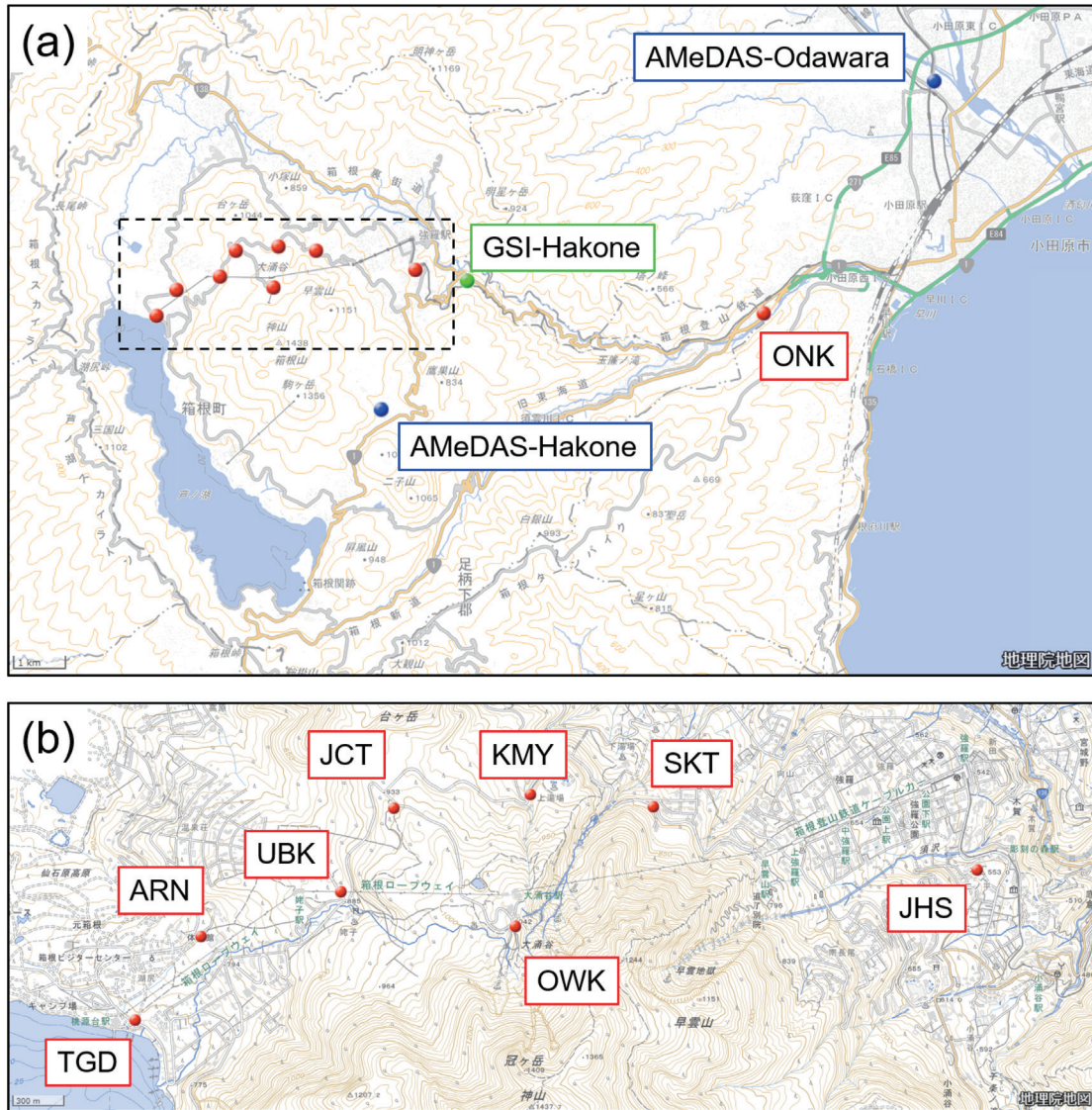


図1 箱根火山周辺の重力測定点。赤丸は本研究で重力測定を実施した重力点、緑丸は国土地理院の一等重力点「箱根」、青丸は気象庁のアメダス観測点「箱根」および「小田原」を示している。(a) は箱根カルデラや小田原市街地を含む広域の地図で、破線部を拡大した地図が (b) である。地図は国土地理院の地理院地図を加工して作成した。

Fig. 1 Gravity points around Hakone volcano. Red circles indicate the gravity points where we collected the relative gravity data in this study. A green circle indicates the first-order gravity point “Hakone”, installed by Geospatial Information Authority of Japan (GSI). Blue circles indicate the weather stations “Hakone” and “Odawara”, installed by Japan Meteorological Agency. The panel (a) shows the wide-area map including Hakone caldera and Odawara downtown. The panel (b) shows the map around Owakudani, and the map area corresponds to the dashed rectangle area in the panel (a). Two maps were created at the GSI’s website.

力測定を実施した。ただし、これらの重力測定は静的重力場の把握を主目的として行われており、重力時間変化の解明については研究対象外であった。火山活動の時間的推移を監視したり、火山内部の質量（例えばマグマなどの火山性流体）の移動を把握したりするためには、繰り返し観測や連続観測などによって重力の時間変化を把握するべきである。

そこで我々は、2018年7月に箱根火山周辺に重力測定点を設置し、温泉地学研究所を基点とするキャンペーン相対重力測定を開始した（風間ほか，2019）。相対重力測定はこれ以降も年2～3回の頻度で継続的に実施しており、2025年3月時点の測定回数は計15回に達した。本稿では2018年7月～2025年3月に箱根火山で取得された相対重力データを取りまとめ、数学的解析と水文学的解析によって重力の時間変化について考察する。

## 2. 相対重力データ

### 2.1. 重力測定点

図1の赤丸は先行研究（風間ほか，2019）および本研究で設定された重力測定点であり、座標値などの詳細は表1の通りである。各重力点の名前は基本的にアルファベット3文字で表記しており、重力点の位置する施設や地名に由来している。一部の重力点については本研究の対象期間内に測定地点の移設が行われたが（2.4節

参照）、このような重力点については旧点の名前の最後に（old）を付記しており、新点の方を単にアルファベット3文字で表記している。

図2は各重力点の様子を模式的に示している。本研究では2台の重力計を併設して同時に重力測定することがあるため、この図では各重力計の配置についても明示している。各重力計の器械高を測定する際には、基本的にどの重力点でも同一の金属標を参照している。ただし、箱根中学校JHSについては2台の重力計間の距離が約3m離れているため（図2 in 風間ほか，2019）、各重力計の器械高を測定する際にはそれぞれ別の地点（各重力計の背面直下の床面）を参照することとした。そのため、表1ではJHSにおける2台の重力計の位置をそれぞれ別の重力点として表記しており、向かって左側を単にJHSと呼び、向かって右側をJHS(G680)と呼ぶことにする。

なお、箱根火山には国土地理院設置の一等重力点「箱根」が存在しており（図1の緑丸）、近年では相対重力計のスケールファクター検定に活用されている（若林ほか，2022）。ただし、この重力点で相対重力測定が実施されたのは2021年3月の1回のみであり、この地点の重力時間変化を把握するには測定頻度が不足している。また、この重力点は本研究のキャンペーン相対重力測定のルートに含まれていないため、本稿ではこれ以降この重力点の重力値について特段言及しないものとする。

表1 重力点の座標値および近隣水準点との対応。

Table 1 Coordinates of gravity points and correspondent leveling points.

Gravity point		Latitude [deg]	Longitude [deg]	Altitude [m]	Nearest leveling point	
Name	日本語詳細				Name	Distance [m]
ONK	温泉地学研究所	35.23832	139.12060	57	n.a.	n.a.
JHS	箱根中学校玄関（左）	35.24566	139.04902	556	93068A	33
JHS(G680)	箱根中学校玄関（右）	35.24566	139.04902	556	93068A	31
JHS(old)	箱根中学校階段	35.24565	139.04924	554	93068A	18
SKT	旧スケート場	35.24890	139.02853	799	734-11B	0
KMY	上湯バス停	35.24954	139.02073	868	734-10	0
JCT	三叉路駐車場	35.24883	139.01215	942	734-07	82
JCT(old)	三叉路道路脇	35.24951	139.01181	937	734-07	0
OWK	大涌谷地蔵裏倉庫	35.24270	139.01981	1044	734-01	35
UBK	姥子ロープウェイ直下	35.24454	139.00876	881	735-04	60
UBK(old)	姥子バス停	35.24410	139.00911	885	735-04	17
TGD	桃源台駅駐車場	35.23791	138.99578	738	75-04	0
ARN	箱根町総合体育館	35.24221	138.99996	792	75-01A	38

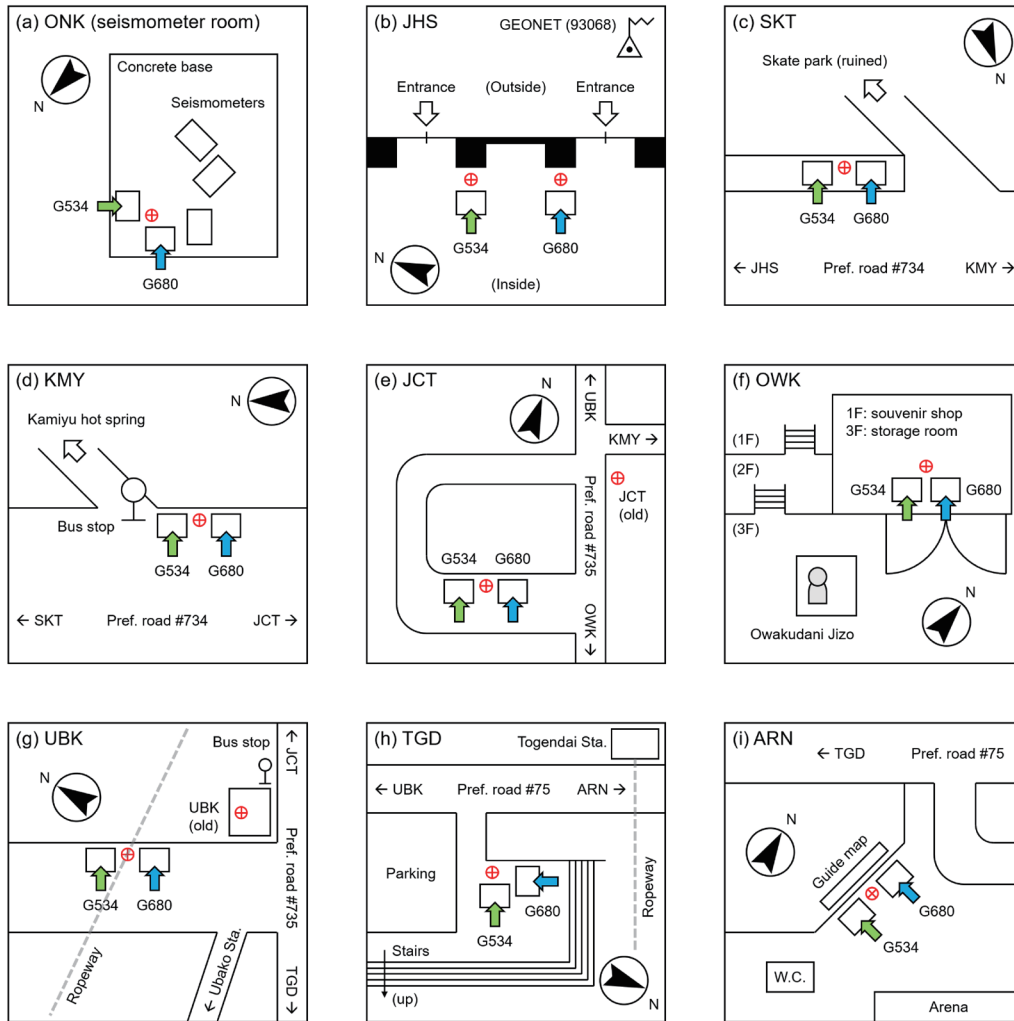


図2 重力点の記。赤色十字は重力点の位置、緑色矢印は G534 重力計の配置、水色矢印は G680 重力計の配置を示している。

Fig. 2 Descriptions of gravity points. In each panel, a red cross, a green arrow, and a cyan arrow indicate the positions of the gravity point, the G534 gravimeter, and the G680 gravimeter, respectively.

## 2.2. 重力測定点

我々は図1赤丸の重力点において、およそ半年に一度の頻度でキャンペーン相対重力測定を実施し、2018年7月～2025年3月の期間で計15回のキャンペーン測定を繰り返した。測定に用いた重力計は、LaCoste & Romberg 型相対重力計5台（製造番号：G31, G534, G680, G791, D58）および Scintrex 型相対重力計1台（製造番号：CG5-150241330）の計6台である。このうち、本稿では最も測定頻度の高い G534 重力計の測定結果を主に示していく。なお、複数の重力計の測定結果から重力時間変化を統合的に把握するには、スケールファクターに起因する器差が適切に補正されている必要がある

が（若林ほか, 2022）、現状のスケールファクター補正はそのレベルにまで達していない。そのため、本稿では G534 以外の重力計の測定結果を全て示すことは控え、今後各重力計の測定データが蓄積され次第、別の論文にて示すものとする。

各キャンペーン測定では最低2日間の測定期間を設け、各日で温泉地学研究所 ONK とその他の重力点を結ぶような重力測定を往復で実施した。典型的な測定スケジュールとしては、初日午前到大涌谷ルート（ONK → JHS → SKT → KMY → JCT → OWK）、2日目午前芦ノ湖ルート（ONK → JHS → JCT → UBK → TGD → ARN）の各重力点で測定し、両日とも午後

### (a) JCT



### (b) UBK



図3 重力点の写真。赤色ピンは重力点の位置、緑色矢印は G534 重力計の配置、水色矢印は G680 重力計の配置を示している。(a) は三叉路 JCT、(b) は姥子 UBK の様子で、これ以外の重力点の写真は先行論文（風間ほか，2019）に掲載されている。

Fig. 3 Photographs of the gravity points taken at (a) JCT and (b) UBK. In each of the right photos, a red pin, a green arrow, and a cyan arrow indicate the positions of the gravity point, the G534 gravimeter, and the G680 gravimeter, respectively. The photos of the other gravity points were shown in Kazama *et al.* (2019).

それぞれ逆向きのルートで復路の測定をしながら ONK に戻った。このうち、箱根中学校 JHS（電子基準点 93068 が併設されている重力点）と三叉路 JCT（大涌谷ルートと芦ノ湖ルートの分岐点となる重力点）は特に重要な重力測定点であるため、初日と 2 日目の両日で測定することとした。各重力点においては、各重力計を所定の位置に置いて器械傾斜を調整し、重力計本体に示された重力値を読み取った上で、読み取り時刻とともに記録した。また、金属標～重力計上面の高さ（金属標が存在しない一部の重力点では、床面～重力計上面の高さ）を測定し、これを器械高として記録した。各日の測定終了後にはその日の測定データを解析し（次節で詳述）、測定誤差の大きな測定値が含まれていた場合には、該当の重力点にて翌日に再測定を実施した。

### 2.3. 相対重力データ解析

我々は各キャンペーン測定で取得された相対重力データを解析し、温泉地学研究所 ONK に対する各重力点の相対重力値を算出した。解析方法は概ね先行論文（風間

ほか，2019）や風間（2022）の通りであるが、その概要は以下の通りである

- [1] 現場読取值から重力値への変換：重力計製造元が発行した変換表を用い、現場で記録した読取值を重力値に変換する。
- [2] 器械高補正：重力点直上 0 cm の重力値を算出するため、フリーエア勾配の絶対値 ( $0.3086 \text{ mGal/m}$ ; ただし  $1 \text{ mGal} = 1 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ) と器械高の積を [1] の重力値に足し合わせる。
- [3] 潮汐補正：Tamura (1982) のプログラムを用いて潮汐変動に伴う重力変化量を計算し、この値を [2] の重力値から差し引く。
- [4] 器械ドリフト補正：器械ドリフトに伴う見かけ重力変化を補正する。器械ドリフトは時間に対して線形で、往路・復路の折り返し地点でステップ的な重力変化（専門用語でテア *tare* と呼ぶ）が入るような状況を想定する。重力点の個数が  $N$  の場合、未知パラメーターは各重力点の重力値、器械ドリフト速度、テアの合計  $(N+2)$  個となる。一方、測定デー

表2 LaCoste 重力計 G534 で測定された相対重力値 (単位: mGal)。

Table 2 Relative gravity values measured by the LaCoste & Romberg gravimeter G534 (unit: mGal).

Year	Month	Day	ONK	JHS	SKT	KMY	JCT	OWK	UBK	TGD	ARN
2018	7	10	0.000	-94.590	-146.104	-159.295	-176.961	-200.340	n.a.	n.a.	n.a.
2019	3	14	0.000	-94.602	-146.141	-159.324	-176.978	-200.386	-163.102	-135.186	-146.394
2019	5	31	0.000	-94.586	-146.120	-159.310	-176.965	n.a.	-163.066	-135.153	-146.361
2019	10	16	0.000	-94.583	n.a.	n.a.	-176.936	-200.337	-163.040	n.a.	n.a.
2020	3	10	0.000	-94.578	-146.115	-159.277	-176.963	-200.357	-163.062	-135.158	-146.357
2020	10	13	0.000	-94.584	-146.088	-159.267	-176.949	-200.336	-163.071	-135.156	-146.327
2021	3	15	0.000	-94.590	-146.121	-159.312	-176.993	-200.365	-163.075	-135.156	-146.361
2021	9	27	0.000	-94.582	-146.099	-159.297	-176.972	-200.345	-163.071	-135.152	-146.351
2022	3	25	0.000	-94.600	-146.129	-159.313	-176.997	-200.355	-163.097	-135.151	-146.370
2022	9	26	0.000	-94.574	-146.107	-159.282	-176.973	-200.344	-163.066	-135.148	-146.351
2023	3	6	0.000	-94.590	-146.122	-159.304	-176.994	-200.354	-163.079	-135.170	-146.364
2023	9	11	0.000	-94.579	-146.120	-159.293	-176.968	-200.352	-163.060	-135.147	-146.356
2024	3	13	0.000	-94.586	-146.120	-159.296	-176.982	-200.348	-163.068	-135.154	-146.343
2024	9	9	0.000	-94.564	-146.095	-159.258	-176.955	-200.325	-163.049	-135.144	-146.333
2025	3	17	0.000	-94.586	-146.124	-159.291	-176.983	-200.349	-163.073	-135.157	-146.363

タの個数は往復測定により 2N 個となり、このデータから各未知パラメーターを最小二乗法により推定する。

- [5] 始点に対する相対重力値の算出：各重力点の重力値から始点 (ONK) の重力値を差し引くことで、ONK 基準の相対重力値を算出する。

なお、各重力計の器差を是正するため、[1] と [2] の間でスケールファクター補正を適用する場合がある。しかし、本稿ではこれ以降主に G534 重力計の測定結果のみを用いて議論を進めるため、スケールファクター補正を適用しないものとする。

## 2.4. 新旧重力点間の重力差

2.1 節でも触れた通り、本研究の一部の重力点では様々な事情により測定地点の移設が行われた。本節では移設された各重力点について詳述し、新旧点間の重力差を示す。

箱根中学校では、屋外の旧点 JHS(old) が改修工事の対象範囲であることが判明したため、2019 年に屋内の新点 (JHS および JHS(G680)) に移設された。その詳細は先行論文 (風間ほか, 2019) に記載されている通りであり、JHS(old) に対する JHS の重力差は  $-1.024$  mGal、JHS(old) に対する JHS(G680) の重力差は  $-1.005$  mGal であった。

県道 734 号線と 735 号線が接続する三叉路では、道路脇の水準点 734-07 (村瀬ほか, 2018) を重力点 JCT(old) として利用していた。しかし、JCT(old) では車の通過時に重力値の振動が大きく、重力測定に時間を要することが判明した。そこで、我々は JCT(old) から約 80 m の位置に新点 JCT を設置し、2020 年 3 月より新点での測定を開始した (図 3a)。また、2020 年 3 月には 2 台の LaCoste 重力計 (G534 および G680) を用いて新旧点間の重力差を測定した。その結果、旧点 JCT(old) に対する新点 JCT の重力差は、平均で  $-1.203$  mGal と得られた。旧点に比べて新点の重力値が小さいのは、新点の標高がより高いためである。

県道 735 号線沿いの姥子バス停では、従来 UBK(old) 重力点での重力測定を行っていた。しかし、UBK(old) においても車の通過時に重力値の振動が大きかったため、2022 年 3 月より姥子通り沿いの UBK (旧点との距離約 60 m) にて測定を行うこととした (図 3b)。また、2023 年 9 月には新旧点の間で G534 重力計による重力差測定を実施したところ、旧点 UBK(old) に対する新点 UBK の重力差は  $+0.794$  mGal と得られた。旧点に比べて新点の重力値が大きいのは、新点の標高がより低いためである。

本稿ではこれ以降、各重力点における重力時間変化が新旧点間で一致しているものと仮定する。その上で、本

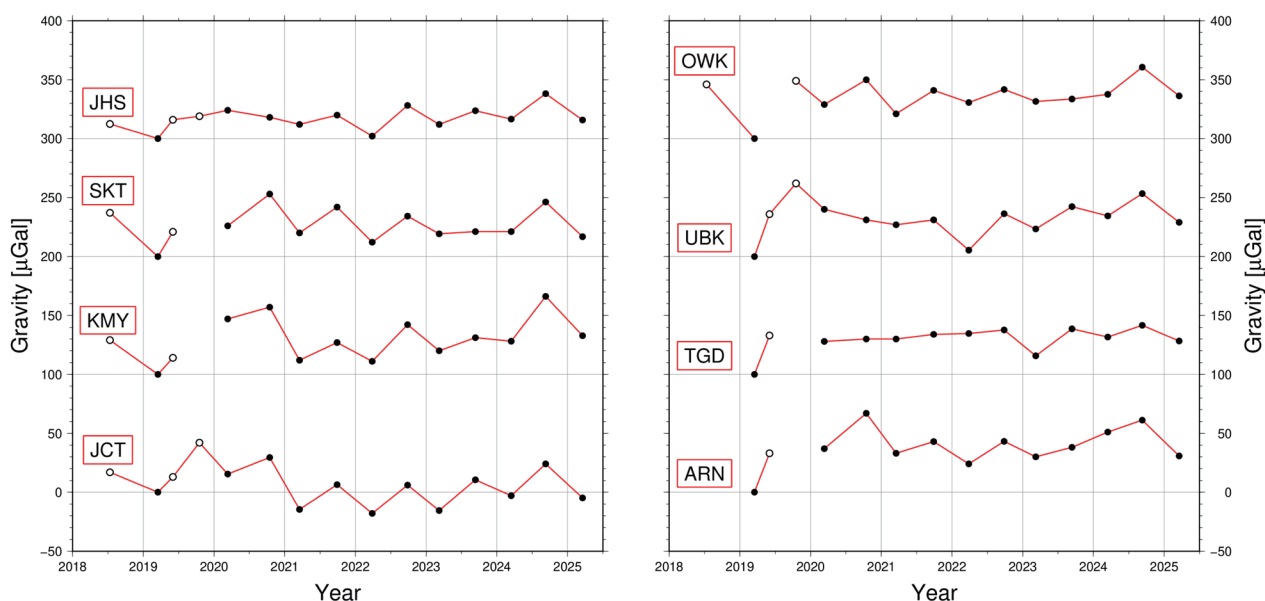


図4 LaCoste 重力計 G534 で測定された相対重力値。グラフが図の枠内に収まるように、重力点ごとに定数値を差し引いて表示している。全ての重力点で重力値を測定できたキャンペーン測定を黒色丸印で示し、一部の重力点で測定を実施できなかったキャンペーン測定については、測定できた重力点の重力値のみを中空き丸印で示している。

Fig. 4 Relative gravity values measured by the LaCoste & Romberg gravimeter G534. To show all gravity data in the graph areas, an arbitrary constant value was subtracted from the original gravity values measured at each gravity point; the constant value was set for each gravity point individually. Black circles indicate the campaign surveys in which the gravity data were collected at all gravity points. Open circles indicate the campaign surveys in which the gravity data were collected at only some of the gravity points.

節で示した新旧点間の重力差を用いて、旧点で測定された重力値を新点に変換（専門用語で化成と呼ぶ）する。これにより、旧点での重力測定を新点での測定とみなし、各重力点における重力時間変化を連続的に把握することができる。

## 2.5. 測定結果

表2は2018年7月～2025年3月にLaCoste重力計G534で測定された、温泉地学研究所ONKを基準とした各重力点の相対重力値（単位：mGal）である。各年月のキャンペーン測定は最低2日間かけて実施されているが、表中の「Day」コラムには各キャンペーン測定の初日の日付を示している。重力点の並びは左から、大涌谷ルート各点（ONK→JHS→SKT→KMY→JCT→OWK）、および芦ノ湖ルート各点（JCT以降各点（UBK→TGD→ARN）の順に並べている。なお、JCT重力点から芦ノ湖ルート各点までの距離はUBK→ARN→TGDの順に遠くなるが、本稿では車によるルート移動の順番に従って芦ノ湖ルート各点をUBK→TGD→ARNの順に

記載する。相対重力値は標高の高い地点ほど小さく（負の向きに絶対値が大きくなる）っており、最も標高の高い大涌谷OWKの相対重力値はおよそ-200.3mGalとなっている。これは標高が高くなるにつれて地球重心との距離が遠ざかることを反映している。

図4は各重力点（基準点のONKを除く計8点）の重力時間変化を $\mu\text{Gal}$ （ $=1 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ ）の単位で示しており、2019年3月の重力値がグラフ中のグリッド線に一致するように、重力点ごとに定数値を差し引いて表示している。丸印は各キャンペーン測定で得られた重力値を示しており、全ての重力点で重力値を測定できたキャンペーン測定を黒色丸印で示している。一方、一部の重力点で測定を実施できなかったキャンペーン測定（以下の箇条書きで詳述）については、測定できた重力点の重力値のみを中空き丸印で示している。

- 2018年7月のキャンペーン測定では、大涌谷ルートのみで重力測定を実施したためUBK、TGD、ARNの測定データが無い。
- 2019年5月のキャンペーン測定時には大涌谷エリアへの立ち入りが規制されていたため、OWKで重

力測定をすることができなかつた。これは火山性地震の増加に伴って、5月19日に箱根山の噴火警戒レベルが1から2に引き上げられたためである（気象庁, 2019a）。

- 2019年10月のキャンペーン測定時には県道の通行止めが発生し、通行止め区内のSKT, KMY, TGD, ARNで重力測定をすることができなかつた。これは10月12日の台風19号上陸に伴って、箱根地域で大雨災害が発生したためである（気象庁, 2019b）。

各重力点の重力値は最大70  $\mu\text{Gal}$ の範囲で時間変化しており、秋季の測定時（9月～10月）に極大、春季の測定時（3月）に極小となるような年周的な変動が見られる。年周重力変化の理由の1つに陸水変動が想定されるが、一方で芦ノ湖畔の重力点TGDでは年周変化の振幅が小さい。本稿ではこれ以降、第3章で主成分分析、第4章で陸水モデリングを適用することで、観測された重力変化（表2および図4）について考察する。

### 3. 相対重力データの主成分分析

主成分分析とは、多くの量的変数が存在するデータセットを低い次元の合成変数（主成分）に変換する方法である。地球物理学分野においては、主成分分析は時空間的分布を有するデータセットに対してしばしば適用されており、データセットの時間変化や空間分布の特徴を解釈するのに有効である。本稿では、相対重力値の時空間データ（表2および図4）に主成分分析を適用し、8つの重力点に共通の時間変動成分を把握する。

#### 3.1. 方法

まず、重力点*i*で時刻 $t_j$ に測定された相対重力値（ONK基準）を $\Delta g_i(t_j)$ と記す。ただし、 $i=1,2,\dots,I$ および $j=1,2,\dots,J$ であり、*I*は重力点の総数、*J*は重力測定総回数を意味する。また、各重力点における相対重力値の平均を計算し、この平均値を各測定データから差し引いたものを $\Delta g_i(t_j)$ と定義する。

$$\Delta g_i(t_j) = g_i(t_j) - \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J g_i(t_j) \quad (\text{式1})$$

ここで、各重力点の重力時間変化が複数個の関数 $F_k(t_j)$ の足し合わせによって表現できるとすると、 $\Delta g_i(t_j)$ は以下のように書ける。

$$\Delta g_i(t_j) = \sum_{k=1}^K A_{ik} \cdot F_k(t_j) \quad (\text{式2})$$

式中の $F$ がまさに主成分であり、 $F_k(t_j)$ は第*k*主成分と呼ばれる（ただし $k=1,2,\dots,K$ ）。また、 $A_{ik}$ は重力点*i*における第*k*主成分 $F_k(t_j)$ の主成分得点を意味する（本稿では単に振幅と呼ぶ）。

式(2)の主成分 $F_k$ は、線形代数的には行列の固有ベクトルそのものである（e.g., 日野, 2010）。具体的には、各重力点*i*の重力時系列が行ベクトルとなるようなデータ行列を

$$\mathbb{X} = \begin{bmatrix} \Delta g_1(t_1) & \Delta g_1(t_2) & \cdots & \Delta g_1(t_J) \\ \Delta g_2(t_1) & \Delta g_2(t_2) & \cdots & \Delta g_2(t_J) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \Delta g_I(t_1) & \Delta g_I(t_2) & \cdots & \Delta g_I(t_J) \end{bmatrix} \quad (\text{式3})$$

と定義したとき、行列積 $\mathbb{X}^T \mathbb{X}$ の固有ベクトルが $F_k$ となる。このとき、慣例として $F_k$ の固有値が大きい方から順に $k=1,2,\dots,K$ と番号が振られ、 $F_k$ はこの順番で第1主成分、第2主成分、…、第*K*主成分と呼ばれる。また、式(2)を重力点*i*ごとに書き下すとこの式は $A_{ik}$ を未知数とする連立方程式となるので、各重力点*i*および各主成分*k*の振幅 $A_{ik}$ は式(2)より一意に求めることができる。

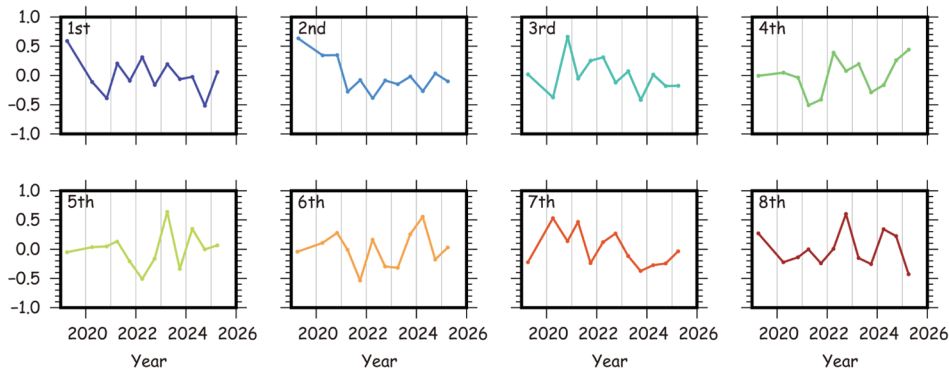
我々は箱根火山で取得された相対重力データ $\Delta g_i(t_j)$ （表2および図4）に主成分分析を適用し、上述の方法で主成分 $F_k(t_j)$ と振幅 $A_{ik}$ を計算した。今回の場合、基準点ONKを除く重力点の総数は $I=8$ 、全重力点で重力値が取得されているキャンペーン測定の総回数は $J=12$ である（図4の黒丸印）。また、主成分の個数*K*は、各重力点で取得されたデータの個数と同じである（ $K=J=12$ ）。

#### 3.2. 各主成分の時間変化の特徴

図5aは本計算で得られた12個の主成分のうち、第1主成分から第8主成分までを示している。各主成分は正規化されており（つまりノルムが1になっており）、任意の2つの主成分は直交している（つまり内積が0になっている）。固有値の大きい主成分から第1主成分、第2主成分、…、と記載しているが、このうち第1主成分から第3主成分の特徴は以下の通りである。

第1主成分は毎年春と秋の測定回ごとに上下するような時間変動、つまり年周的な重力変化を表現している。これは降水量の年周期性に起因する陸水質量の年周変動を

### (a) Principal components



### (b) Contribution of each component

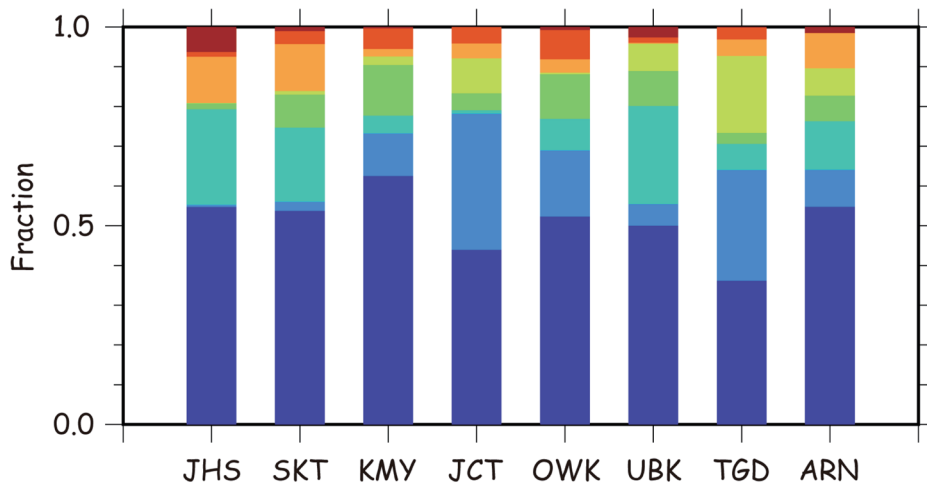


図5 (a) 主成分分析で得られた重力時間変化の主成分。第1主成分から第8主成分までを示している。(b) 各重力点における各主成分の寄与率。各主成分の色は(a)と同じに設定している。

Fig. 5 (a) The first to eighth principal components (PCs) of temporal gravity variations, obtained by the PC analysis. (b) The contribution rate of each PC. In these two figures, the same color is used for each PC.

意味していると考えられる。なお、実際の重力測定値は秋に増加していたが(図4)、第1主成分は秋に重力減少の傾向を示している。これは重力変化を式(2)のように主成分と振幅の積に分解する際、符号の任意性が避けられないためである。

第2主成分は2020年末を境に重力変化の正負が逆転するような傾向を示している。このような変動の物理的意味は不明であるが、この主成分を考慮することで一部の重力点における重力変化の再現性が高まるようである(次節で詳述)。なお、2021年以降には小さな年周変動も確認でき、第2主成分は実際の重力変化における年周変動の振幅を調整する役目も果たしているものと考えられる。

第3主成分は第1主成分と同様に年周的に変動して

いるが、第3主成分では2021年末を境に年周変化の位相が逆転している。つまり、2021年までは秋に重力増加の傾向を示すが、2022年以降は秋に重力減少の傾向を示している。第2主成分と同様に、第3主成分は一部の重力点の年周重力変化の再現性を高めることに貢献していると考えられる(次節で詳述)。

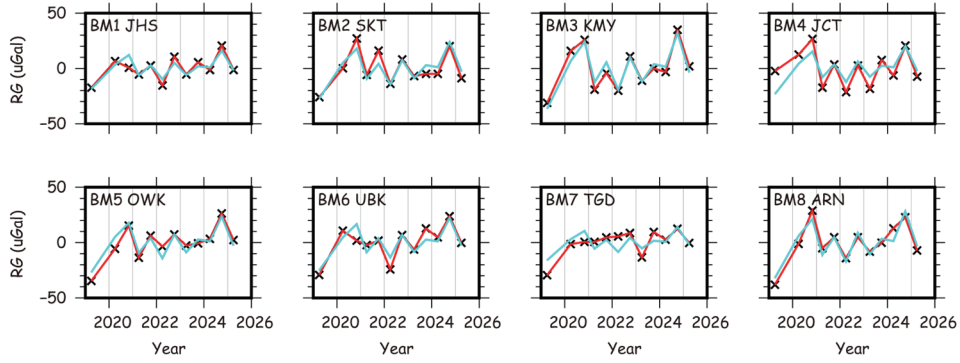
#### 3.3. 各主成分の寄与率

図5bの帯グラフは各重力点*i*における各主成分*k*の寄与率

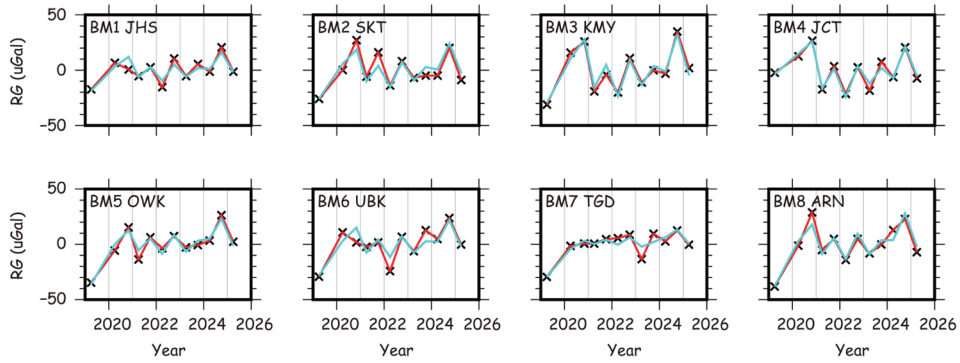
$$C_{ik} = \frac{|A_{ik}|}{\sum_k |A_{ik}|} \quad (\text{式4})$$

を示している。帯グラフ上では各主成分を色によって区

(a) Component 1



(b) Component 1 + 2



(c) Component 1 + 2 + 3

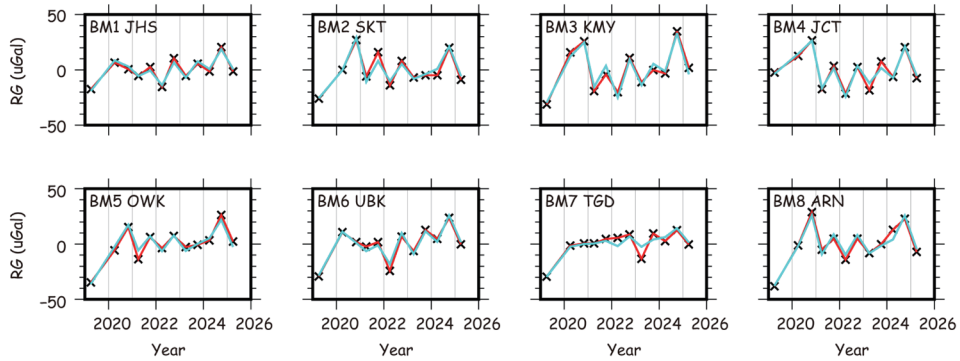


図6 主要主成分による重力時間変化の再現。赤線は重力測定データ  $\Delta g_i(t_j)$  (式1)、水色線は第1主成分～第  $n$  主成分を用いて合成された重力変化  $\Delta g_i(t_j)_{(n)}$  (式5)。(a)  $n = 1$  の場合。(b)  $n = 2$  の場合。(c)  $n = 3$  の場合。

Fig. 6 Reproduction of the temporal gravity variations using the PCs. Red lines indicate the measured gravity data,  $\Delta g_i(t_j)$  (Eq. 1). Cyan lines indicate the gravity variations synthesized by the first to  $n$ -th PCs,  $\Delta g_i(t_j)_{(n)}$  (Eq. 5). (a)  $n = 1$ . (b)  $n = 2$ . (c)  $n = 3$ .

別しており、各主成分の色はパネル (a) と (b) で一致させている。

各重力点における第1主成分の寄与率（青色）は50%前後であり、これは各重力点で年周的な重力変化が観測されていることを示唆している。上湯バス停KMYでは第1主成分の寄与率が最も高く、寄与率は

62%である。一方、桃源台駅TGDでは第1主成分の寄与率が36%と最も低く、これはTGDの重力時間変化で年周変動成分が小さいこと（図4）を反映している。

第2主成分の寄与率（水色）は三叉路JCTやTGDで大きく、第3主成分の寄与率（緑色）は箱根中学校JHSや姥子UBKで大きくなっている。その結果、

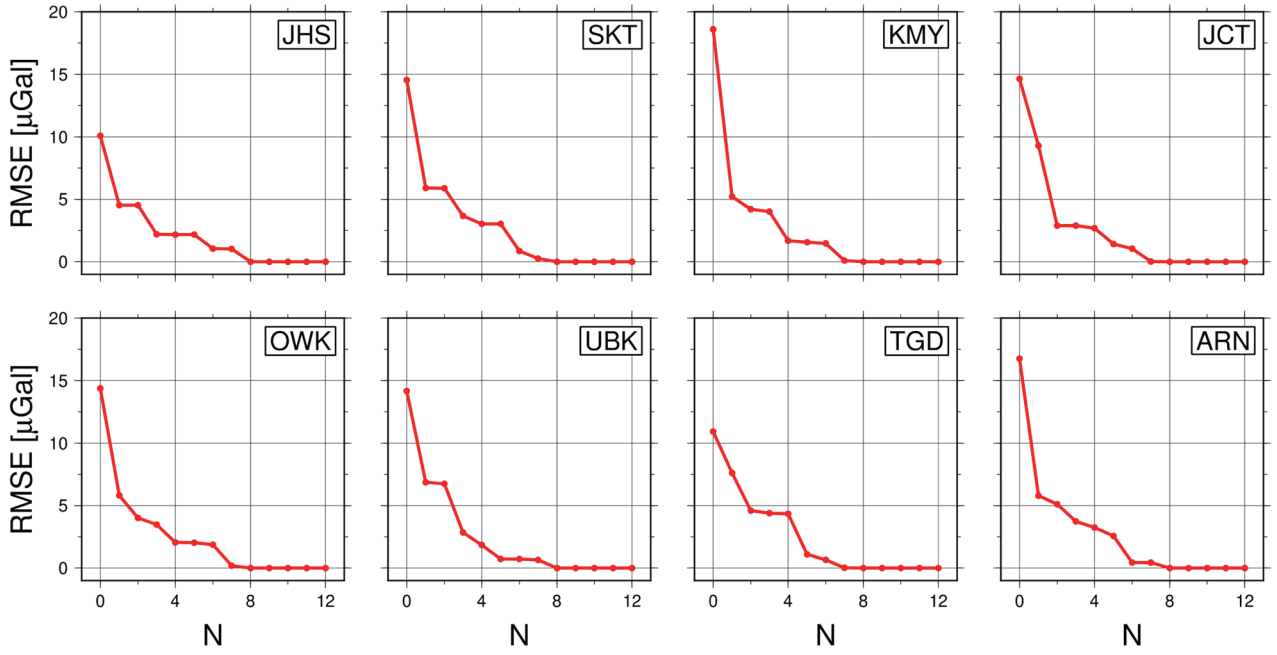


図7  $\Delta g_i(t_j)$  と  $\Delta g_i(t_j)_{(n)}$  の差に関する二乗平均平方根誤差  $RMSE_{in}$  (式6)。

Fig. 7 The variations of root-mean-square error  $RMSE_{in}$  (Eq. 6), calculated from  $\Delta g_i(t_j)$  and  $\Delta g_i(t_j)_{(n)}$ .

第1～第3主成分の累積寄与率は全ての重力点で7割を超えており、これは各重力点の重力時間変化が3つの主成分でよく再現できることを意味している。

### 3. 4. 主要主成分によって再現される重力時間変化

図6は主要な主成分のみで重力変化を合成した時、実際の重力変化がどれくらい再現されているかを示した図である。各パネルの水色線は第1主成分～第 $n$ 主成分を用いて合成された重力変化

$$\Delta g_i(t_j)_{(n)} = \sum_{k=1}^n A_{ik} \cdot F_k(t_j) \quad (\text{式5})$$

であり (ただし  $n \leq K = 12$ )、(a), (b), (c) はそれぞれ  $n = 1, 2, 3$  と設定した場合の重力変化を示している。多くの重力点では第1主成分を考慮するだけで実際の重力変化 (赤線) をよく再現できていることが分かる (図6a;  $n = 1$ )。ただし、TGD重力点では第1主成分だけでは再現性が低く、第2主成分、第3主成分をさらに考慮することで再現性が高まっている。

図7は  $\Delta g_i(t_j)$  と  $\Delta g_i(t_j)_{(n)}$  の差について二乗平均平方根誤差 (RMSE) を計算した結果を示している。任意の  $i$  および  $n$  に対して、RMSE は以下のように計算できる。

$$RMSE_{in} = \sqrt{\frac{1}{J} \sum_{j=1}^J [\Delta g_i(t_j) - \Delta g_i(t_j)_{(n)}]^2} \quad (\text{式6})$$

ただし、図上では  $n = 0$  における RMSE も表示しており、これは重力測定データ  $\Delta g_i(t_j)$  自身の RMSE を意味している。これは式 (6) で  $\Delta g_i(t_j)_{(0)} = 0$  として取り扱ったことを意味する。なお、主成分解析をする過程において各重力点  $i$  の重力平均値を重力測定値から差し引く操作を行っていたため (式1)、 $n = 0$  における RMSE は重力測定値の標準偏差 (SD) と一致する。

重力測定値の SD (図上では  $n = 0$  における RMSE) は全ての重力点で  $10 \mu\text{Gal}$  を超えているが、重力測定値から第1主成分を差し引くだけで RMSE が大きく減少することが分かる。最も RMSE の減少量が大いのは KMY 重力点であり、 $18.6 \mu\text{Gal}$  ( $n = 0$ ) から  $5.2 \mu\text{Gal}$  ( $n = 1$ ) に減少している。これはこの重力点で年周的重力変化が顕著であり (図4)、その特徴が第1主成分でよく再現されること (図6a) を反映している。一方、TGD 重力点の RMSE の減少量は小さく (RMSE は  $n = 0$  で  $10.9 \mu\text{Gal}$ 、 $n = 1$  で  $7.6 \mu\text{Gal}$ )、これはこの重力点で年周的重力変化が小さかったこと (図4) を反映している。

より大きな  $n$  での RMSE に着目すると、 $n = 3$  とした

時に全ての重力点の RMSE が 5  $\mu\text{Gal}$  (バネ式相対重力計の観測精度 (10  $\mu\text{Gal}$ ; e.g., 坪川, 2005) の半分に相当) を切っている。これは 3 つの主要主成分を考慮するだけで全重力点の重力時間変化を精度よく再現できること (図 6c) を意味している。

#### 4. 陸水重力変化の経験的モデリング

一般に降水は夏に多く、冬に少ない。また、地表にもたらされた降水は陸水 (土壌水・地下水・湖沼水など) として地中や地表に貯留され、蒸発散・湧水・側方流動などによって次第に遠方へと流出する。このようなプロセスにより、陸水貯留量は年周期的に変化し、この影響で重力値もしばしば年周期的に変化する (e.g., 風間ほか, 2014)。箱根地域で観測された重力変化においても年周期的な重力変化が観察されており (図 4)、これは陸水貯留量の年周変動に起因する可能性がある。そこで本章では、降水観測データをもとに陸水貯留量を再現し、これを重力測定データと比較する。

なお、土壌水分や地下水の流動は非線形の拡散方程式に従っており (e.g., 佐藤・岩佐, 2002; Jury and Horton, 2004)、この影響で陸水重力変化も非線形的な振る舞いをする可能性がある (Kazama *et al.*, 2012, 2015)。ただし、これらの非線形性を考慮するには大規模コンピューターなどを用いた数値計算が必須であり、透水係数といったモデルパラメーターも複数必要になる。現時点ではこのような数値計算の準備が不十分であるため、本稿では初期的な解析として線形応答の範囲内で陸水重力変動を経験的に再現する。すなわち、本稿では箱根地域の陸水重力変化が降水量に線形応答する状況を仮定し、この仮定の下で得られた陸水重力変動を重力測定データと比較する。

##### 4.1. 陸水重力変化の定式化

本稿では、各重力点の直下に陸水貯留槽が存在し、この陸水貯留量  $w$  に従ってその場の重力値  $g_{cal}$  が変化することを仮定する。

$$g_{cal}(t; \tau) = a \cdot w(t; \tau) + b \quad (\text{式 7})$$

ただし、 $a$  および  $b$  は定数であり、 $\tau$  は陸水の貯留期間を決定づける時定数である。また、本章における時刻  $t$  の分解能は 1 日とし、 $w(t; \tau)$  や  $g_{cal}(t; \tau)$  が 1 日ごとの値を有していることを考える。上式のうち、陸水貯留量  $w(t; \tau)$  は日降水量  $R$  と応答関数  $f$  の畳み込みによって以下のように計算できるものとする。

$$w(t; \tau) = \sum_{j=1}^{\tau} f(j; \tau) \cdot R(t - j) \quad (\text{式 8})$$

さらに本稿は、応答関数  $f(j; \tau)$  の具体的な形として以下の直線を仮定する。

$$f(j; \tau) = \frac{\tau - j + 1}{\tau} \quad (j = 1, 2, \dots, \tau) \quad (\text{式 9})$$

これはすなわち、時刻  $t$  の降水  $R(t)$  がその翌日 ( $j = 1$ ) に  $R(t)$  の陸水貯留量の増大に寄与し、時刻  $t$  の降水  $R(t)$  の寄与は  $(\tau + 1)$  日後に消失することを意味する。

これらの式における未知パラメーターは  $a, b, \tau$  の 3 つであり、これらのパラメーターの最適値は重力測定点ごとに決定できる。そこで我々は、時定数  $\tau$  の値として 10, 20, 30, ..., 490, 500 日の 50 パターンを想定し、各時定数における陸水貯留量  $w(t; \tau)$  を式 (8)–(9) に従って準備する。また、各重力点および各時定数において重力測定値 ( $g_{obs}(t)$  と記す) に式 (7) の  $g_{cal}(t; \tau)$  を回帰させ、残りのパラメーター ( $a$  および  $b$ ) を推定する。その上で、各重力点において  $g_{obs}(t)$  の再現性が最も高かった  $\tau$  を、その重力点の陸水貯留時定数の最適値とする。

##### 4.2. 降水観測データを用いた陸水貯留量の見積もり

陸水貯留量  $w(t; \tau)$  の計算にあたり、本稿ではアメダス箱根で観測された降水量データを  $R(t)$  として使用する。アメダス箱根は箱根町芦之湯の標高 855 m に位置する降水観測点であり (図 1a の AMeDAS-Hakone)、2019 年台風 19 号の上陸時には 10 月 10 日～12 日の降水量が 1001.5 mm に達した (気象庁, 2025)。

図 8a はアメダス箱根にて観測された 2016 年 1 月～2025 年 3 月の降水量である。本稿の計算では日降水量データを用いているものの、この図では視認性の観点から毎月の降水量を棒グラフで、毎年の累計降水量を赤線で示している。アメダス箱根における 2016 年～2024 年の年間降水量は、平均 3959.4 mm、最大 4745.0 mm (2019 年)、最小 3012.5 mm (2017 年) であった。なお、アメダス小田原 (図 1a の AMeDAS-Odawara; 標高 14 m) における同期間の年間降水量の平均は 2026.3 mm であったため、アメダス箱根の降水量はアメダス小田原の降水量の 1.95 倍と計算できる。

図 8b は、アメダス箱根の降水データを用いて計算された陸水貯留量  $w(t; \tau)$  である。本稿では時定数  $\tau$  の値として 10, 20, 30, ..., 490, 500 日の 50 パターンを想定しているが、この図では  $\tau = 90, 180, 360$  [day] という 3 つの事例における  $w(t; \tau)$  を示している。 $w(t; \tau)$  は夏

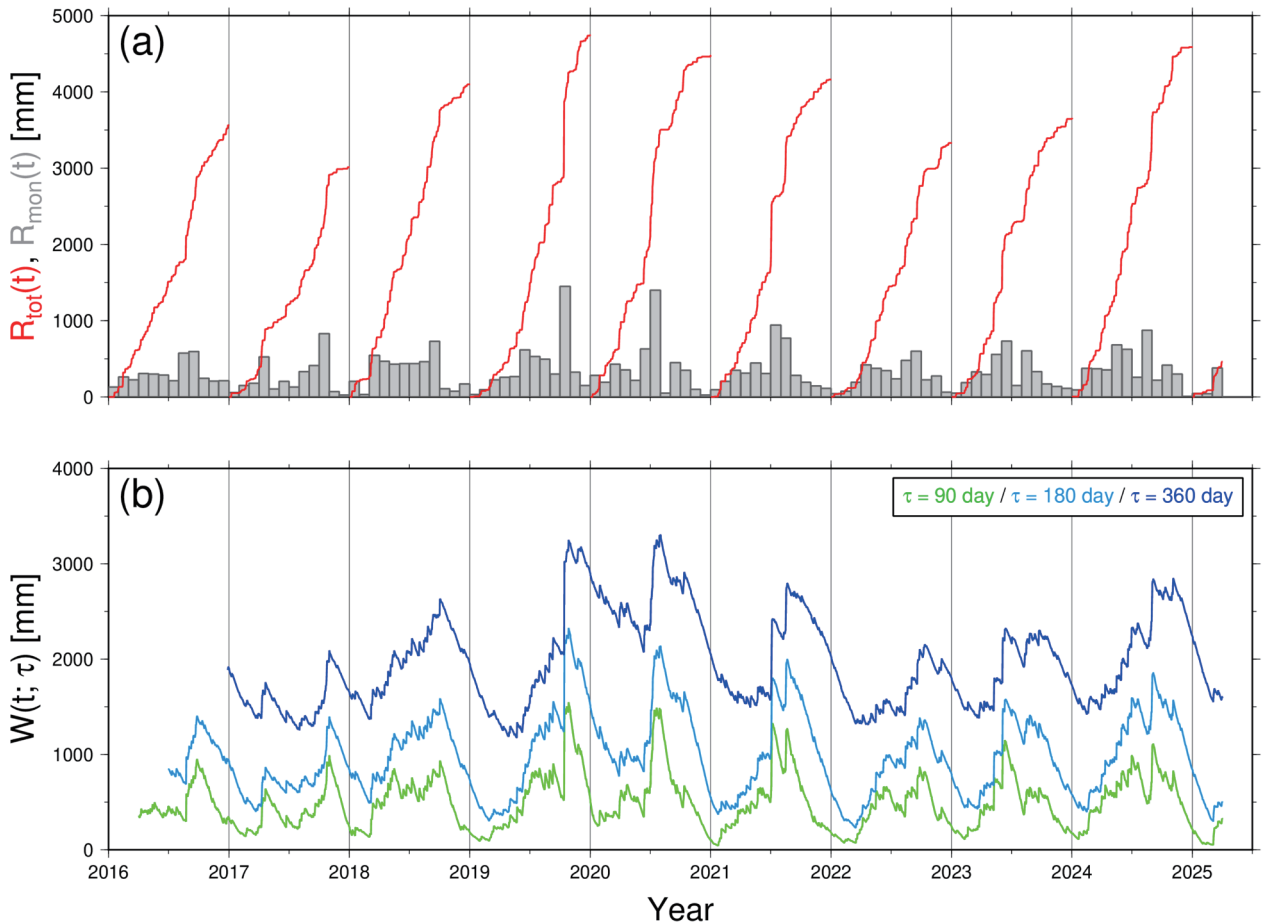


図8 (a) アメダス箱根で観測された毎月の降水量（灰色棒グラフ）と累積降水量（赤線）。累積降水量は年が切り替わるごとにその値をリセットしている。(b) アメダス箱根の降水量データから計算される陸水貯留量  $w(t; \tau)$  (式8)。異なる時定数  $\tau$  における  $w(t; \tau)$  を3パターン示しており、緑線が  $\tau = 90 \text{ day}$  の場合、水色線が  $\tau = 180 \text{ day}$  の場合、青線が  $\tau = 360 \text{ day}$  の場合である。

Fig. 8 (a) Gray bars and red lines indicate monthly and cumulative precipitation, respectively, observed at the AMeDAS-Hakone station. The cumulative precipitation value is reset at the start of each new year. (a) Land-water storage  $w(t; \tau)$  (Eq. 8), calculated by using the precipitation data collected at the AMeDAS-Hakone station. Green, cyan, and blue lines indicate the time variations of  $w(t; \tau)$  for the cases of  $\tau = 90, 180,$  and  $360$  days, respectively.

～秋に増加、冬～春に減少という年周的な変動を示しているが、その形状は正弦波的ではなく鋸歯形（ノコギリの歯のような形）になっている。これは  $w(t; \tau)$  が応答関数  $f(j; \tau)$  の形状を反映して（式9）、降水時に急激に増加し、その後緩やかに減少するためである。また、 $w(t; \tau)$  の年周変動の振幅は毎年等しいわけではなく、降水量の多い年ほど貯留量が多くなっている。以上の点は3つの  $w(t; \tau)$  に共通しているが、降水後における陸水貯留量の減少速度に関しては3つの  $w(t; \tau)$  で異なっている。これは時定数  $\tau$  の違いによる陸水排出速度の違いを反映していて、 $\tau$  が小さいほど陸水排出速度が速く

なっている。

### 4.3. 未知パラメータの推定

4.1節の末尾で述べた通り、本稿では時定数  $\tau$  を変化させてその都度陸水貯留量  $w(t; \tau)$  や陸水重力変化  $g_{cal}(t; \tau)$  を計算し、重力測定データ  $g_{obs}(t)$  の再現性が最も高い  $\tau$  をその重力点の陸水貯留時定数の最適値とする。ここで、再現性の評価においては  $w(t; \tau)$  と  $g_{obs}(t)$  の相関を取り、相関係数の2乗値、すなわち決定係数  $R^2$  が最大値を取るような  $\tau$  を最適値として採用する。

図9aは、各重力点において時定数  $\tau$  を変化させたと

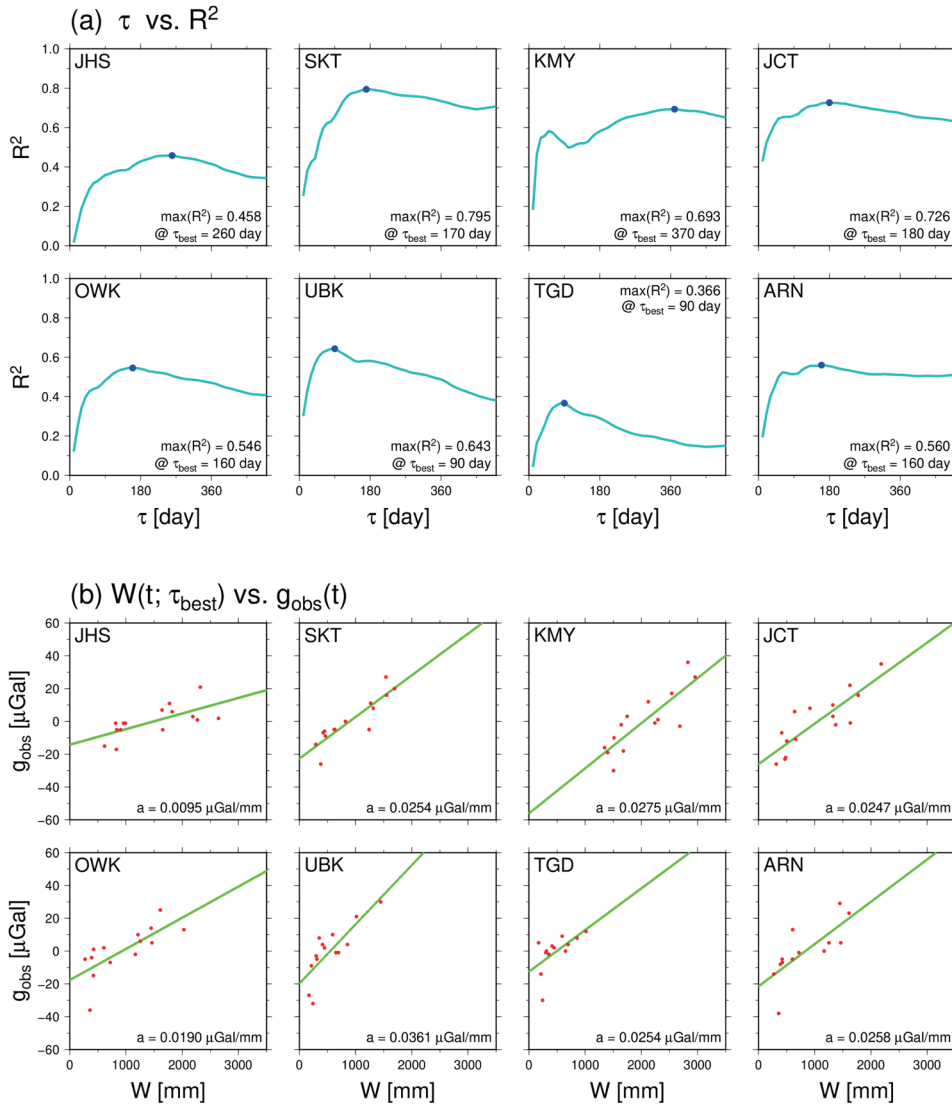


図9 (a) 時定数  $\tau$  と決定係数  $R^2$  の対応関係。青丸は  $R^2$  が最大となる位置を示している。(b) 陸水貯留量  $w(t; \tau_{best})$  と重力測定値  $g_{obs}(t)$  の対応関係。緑線は散布図  $(w(t; \tau_{best}), g_{obs}(t))$  に対する回帰直線を意味している。

Fig. 9 (a) A cyan line in each panel indicates the relationship between time constant  $\tau$  and determination coefficient  $R^2$  at each gravity point. A blue circle indicates the position where  $R^2$  maximizes. (b) Red circles in each panel indicate the relationship between land-water storage  $w(t; \tau_{best})$  and measured gravity  $g_{obs}(t)$  at each gravity point. A green line indicates the regression line for the dataset of  $(w(t; \tau_{best}), g_{obs}(t))$ .

きの、決定係数  $R^2$  の変化の様子を示している。各パネルでは  $R^2$  の最大値と、そのときの  $\tau$  の値 ( $\tau_{best}$  と記す) も表記している。 $\tau_{best}$  の値は各重力点によって異なり、主に 90 日程度 (UBK, TGD)、半年前後 (JHS, SKT, JCT, OWK, ARN)、1 年程度 (KMY) の値を取る重力点に分かれている。 $\tau_{best}$  の値が重力点によって異なるのは、陸水排出の時定数が各重力点によって異なっていることを反映していると考えられる。また、 $\tau = \tau_{best}$  における  $R^2$  の値も各重力点で異なっており、0.366 ~ 0.795 の範囲の値を取っている。特に芦ノ湖畔の桃源台

駅 TGD では  $R^2$  値が最も小さいが、これは TGD の重力測定データで年周変動成分が小さかったこと (図 4) が関係していると考えられる。(これらの点に関する詳細は第 5 章でさらに議論する。)

図 9b の赤丸は、箱根火山で相対重力測定が実施された日における、陸水貯留量  $w(t; \tau_{best})$  と重力測定値  $g_{obs}(t)$  の関係を重力点ごとに散布図で示している。また、緑線はこの散布図に対する回帰直線であり、この回帰直線の傾きは式 (7) 中の  $a$ 、すなわち陸水貯留量に対する重力の応答係数を意味している。陸水重力応答  $a$  は

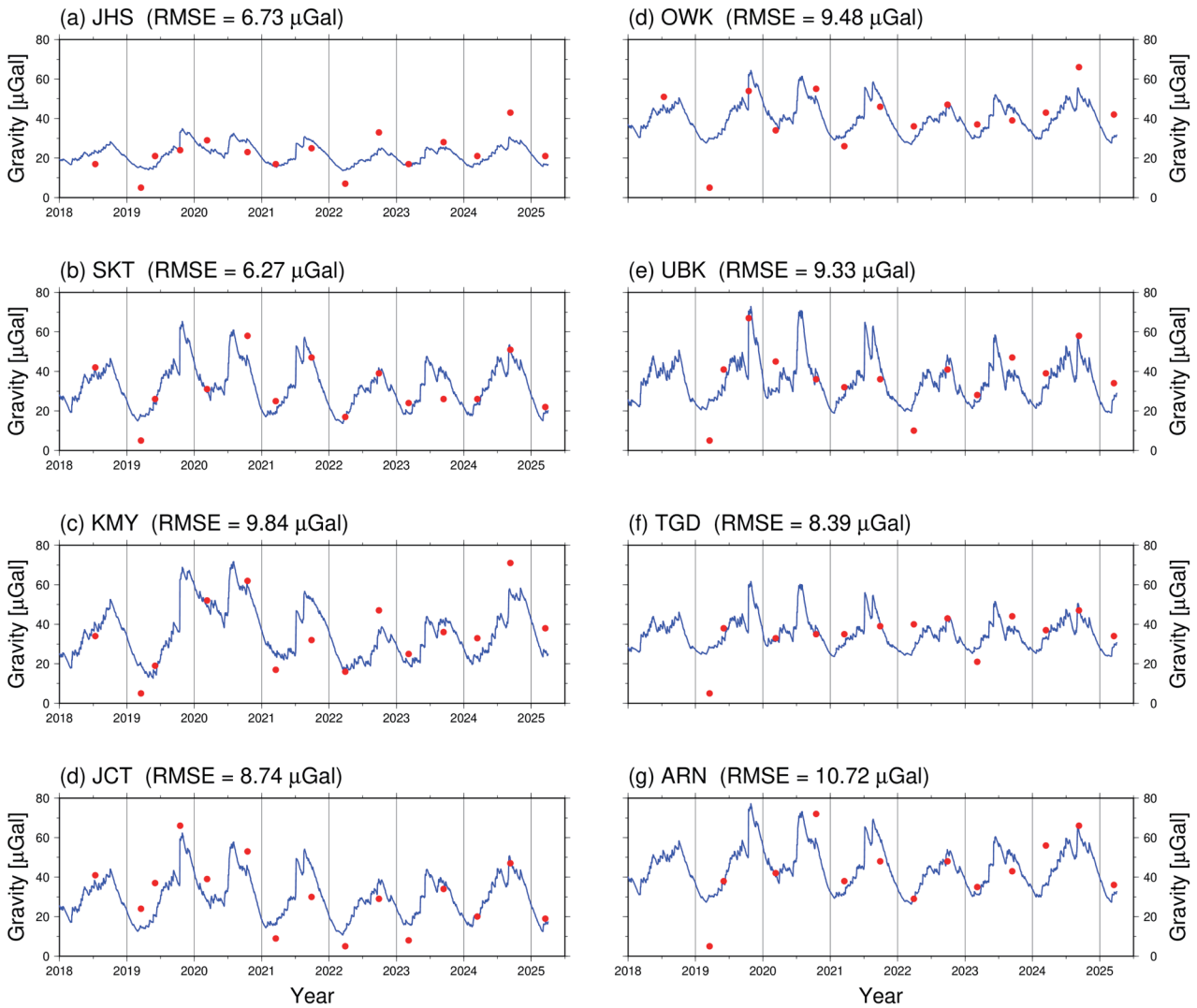


図 10 赤丸は各重力点で測定された相対重力値  $g_{obs}(t)$ 、青線は  $g_{obs}(t)$  を最もよく再現する陸水重力変化  $g_{cal}(t; \tau_{best})$ 。グラフが各パネルの枠内に収まるように、重力点ごとに定数値を差し引いて表示している。

Fig. 10 In each panel, red circles indicate the gravity values  $g_{obs}(t)$  measured at each gravity point, and a blue line indicates the hydrological gravity change  $g_{cal}(t; \tau_{best})$  which best reproduces the  $g_{obs}(t)$  values. To show all plots in each panel, an arbitrary constant value was subtracted from the original gravity values; the constant value was set for each gravity point individually.

多くの重力点で  $0.02 \mu\text{Gal}/\text{mm}$  程度の値を取っており、これは水の無限平板に伴う重力変化量（いわゆるブーゲー効果； $0.0419 \mu\text{Gal}/\text{mm}$ ）の約半分に対応する。ただし、姥子 UBK の陸水重力応答  $a$  はこれよりも大きく（ $a = 0.0361 \mu\text{Gal}/\text{mm}$ ）、箱根中学校 JHS では小さくなっている（ $a = 0.0095 \mu\text{Gal}/\text{mm}$ ）。陸水重力応答  $a$  に関するこれらの特徴は、各重力点における降水量の違いによって説明できると考えられる（第 5 章で詳述）。

#### 4.4. 各重力点の陸水重力変化

図 10 の各パネルは、各重力点で測定された相対重

力値  $g_{obs}(t)$  を赤丸で、および陸水貯留量  $w(t; \tau)$  のパラメーターとして  $\tau = \tau_{best}$  を使用した時の陸水重力変化  $g_{cal}(t; \tau_{best})$  を青線で示している。パネル欄外には  $g_{obs}(t)$  と  $g_{cal}(t; \tau_{best})$  の RMSE も記しているが、RMSE の値は最大でも  $10 \mu\text{Gal}$  程度となっている。この値は相対重力キャンペーン測定の典型的な誤差に相当しており（e.g., 坪川, 2005）、本稿の陸水変動モデル（4.1 節）が実際の重力測定データを精度よく再現していることを意味している。

なお、多くの重力点では 2019 年 3 月の重力測定値が  $g_{cal}(t; \tau_{best})$  から大きく乖離している。この原因としては、

2019年3月の重力測定データに通常よりも大きな測定誤差が含まれている可能性がある。ただし、一般に相対重力キャンペーン測定では、各測定回における測定誤差を過去に遡って定量的・客観的に評価することが非常に困難である。今後相対重力キャンペーン測定における測定誤差をできるだけ定量的に評価するためには、例えば複数台の相対重力計で並行測定を行うことが最低限必要であり、その際にはスケールファクターの違いに伴う器差の影響（若林ほか、2022）を事前に是正しておくことも不可欠である。

## 5. 議論

本章では、相対重力の測定データや陸水重力変化の再現計算で確認された特徴について議論するとともに、箱根火山の火山活動に伴う重力変化について検討する。

### 5.1. 重力変化の年周期性について

我々は箱根火山における相対重力測定を年2～3回の頻度で実施しており、2021年以降は測定のタイミングを3月と9月に固定した上で年2回実施してきた（表2）。相対重力値は多くの重力点で秋季に増加、春季に減少を示しており（図4）、本稿の線形陸水モデルによって精度よく再現されることが分かった（図10）。しかし、桃源台駅 TGD では重力測定データの年周の変動が小さく（図4右側）、この影響で主成分分析では TGD における第1主成分の寄与率が小さくなった（図5b）。

TGD で年周重力変化が小さい要因としては、芦ノ湖の水位変化が影響していると考えられる。芦ノ湖の水位は芦ノ湖北端の湖尻水門で管理されており、大雨による水位増加が発生ないし見込まれる場合には神奈川県によって水門の操作が行われている。すなわち、芦ノ湖の水位は人の手によって管理されているので、芦ノ湖の水位変化においては自然由来の年周の変動が弱められているものと考えられる。また、TGD 重力点は芦ノ湖畔から約100 mの場所に位置しており、降水に伴う土中水（土壌水や地下水）の変動だけではなく芦ノ湖の水位変化が重力変化として観察されていると考えられる。その結果、TGD 重力点では年周的な重力変化が小さくなると思われるのである。

### 5.2. 陸水貯留の時定数 $\tau$ について

本稿では陸水重力変化のモデルとして式(7)–(9)のような線形モデルを仮定し、この中で陸水貯留の時定数として  $\tau$  というパラメータを設定した。 $\tau$  は応答関数の式中（式9）に含まれており、ある時刻の降水が外部に

完全に排出されるまでの時間を意味する。前章では重力測定値を最もよく説明しうる  $\tau$  を  $\tau_{best}$  と表現し、各重力点に対して  $\tau_{best}$  を独立に推定した。 $\tau_{best}$  の値は多くの重力点で半年前後の値となったが（図9a）、これは箱根火山の特徴的な陸水貯留期間が半年前後であることを示唆している。

一方、芦ノ湖側の重力点である姥子 UBK や桃源台駅 TGD では時定数  $\tau$  の最適値が90日であり、他の重力点における典型的な  $\tau_{best}$  の約半分となった。なお、芦ノ湖側の重力点としてはこの他に箱根町総合体育館 ARN が存在し、この重力点の  $\tau_{best}$  は160日であった。しかし、ARN の決定係数  $R^2$  は  $\tau = 60$  day で極大値を取っており（図9a）、100日未満の  $\tau$  で重力変化の再現性が高まるという点は芦ノ湖側の3つの重力点で共通している。芦ノ湖側で  $\tau$  が小さい理由としては、近傍の芦ノ湖が土壌水・地下水の排出先となっていることが考えられる。そもそも、降水は土壌水として地表近傍の土中をほぼ鉛直に浸透し、地下水面に到達した後は地下水としてほぼ水平に流動する（e.g., 佐藤・岩佐, 2002）。その後、地下水は河川や湖沼に湧出し、河川水や湖沼水として自由表面上を流動することで、重力変化の影響範囲から即座に遠ざかる（e.g., Kazama *et al.*, 2015）。つまり、芦ノ湖周辺では芦ノ湖自身が地下水の排出先として機能しており、芦ノ湖～重力点間の距離が近いほど陸水の貯留時間（すなわち時定数  $\tau$ ）が短くなると考えられるのである。

また、上湯バス停 KMY の  $\tau_{best}$  は370日となり（図9a）、本研究の重力測定点の中で唯一  $\tau_{best}$  が1年を超えた。KMY の  $\tau_{best}$  が他の地点よりも大きい理由として、KMY 近傍における熱水の湧出が関係している可能性がある。KMY の南西約200 mの周辺には噴気地帯が広がっており、この噴気地帯（原田ほか、2012では「E領域」と定義されている）は2011年以降噴気活動が活発化している。また、本研究の重力測定時においては、この噴気地帯から熱水が湧出し、その熱水が KMY 重力点直近の側溝を流下していく様子が確認されている。このように、KMY 周辺では天水起源の陸水だけでなく熱水の存在が確認されており、この熱水の影響によって重力変化の傾向が他の地点と異なる可能性がある。もしこの熱水の貯留時間が天水起源の陸水の貯留時間よりも長いのであれば、KMY の  $\tau_{best}$  が他の地点より大きいことを説明できる。

### 5.3. 陸水重力応答係数 $a$ について

本稿の陸水モデルでは、陸水貯留量に対する重力変化の応答係数を  $a$  と定義した。陸水重力応答係数  $a$  は

多くの重力点で  $0.02 \mu\text{Gal}/\text{mm}$  程度の値を取り、これは水のブーゲー効果 ( $0.0419 \mu\text{Gal}/\text{mm}$ ) の約半分に相当していた (図 9b)。この原因としては、以下の通り降水量や陸水貯留量の地域性に起因すると考えられる。

まず、任意の重力点における相対重力値 (温泉地学研究所 ONK 基準)  $g_{obs}(t)$  が以下の形で書けるものとする。

$$g_{obs}(t) = g_w(t) - g_{w0}(t) + g_0 \quad (\text{式 1 0})$$

ただし、 $g_w(t)$  は対象重力点の陸水変動に伴う絶対重力変化、 $g_{w0}(t)$  は基準重力点 (ONK) の陸水変動に伴う絶対重力変化、 $g_0$  は定数を意味している。また、各重力点の陸水重力変化が水のブーゲー効果の勾配値 ( $\beta_{BG}$  と記す;  $\beta_{BG} = 0.0419 \mu\text{Gal}/\text{mm}$ ) とその場の陸水貯留量の積で書けるとすると、上式は以下のように変形できる。

$$g_{obs}(t) = \beta_{BG} \cdot w(t) - \beta_{BG} \cdot w_0(t) + g_0 \quad (\text{式 1 1})$$

ただし、 $w(t)$  は対象重力点の陸水貯留量、 $w_0(t)$  は基準重力点 (ONK) の陸水貯留量を意味している。

ここで、基準重力点の ONK は箱根山麓の小田原に位置し、それ以外の重力点は箱根山上に位置している。一般に降水量は標高の高い地点ほど多くなることが知られており (e.g., Heki, 2004)、実際にアメダス箱根の雨量はアメダス小田原の約 2 倍となっている (4.2 節参照)。また、重力点とアメダス観測点の標高の関係から、基準重力点 ONK の降水量はアメダス小田原と同程度であり、箱根山上の降水量はアメダス箱根と同程度であると予想される。降水量の多い地点では陸水貯留量も多くなるため (式 8)、陸水貯留量について以下の関係式が成立すると期待される。

$$w_0(t) = \frac{1}{2} w(t) \quad (\text{式 1 2})$$

この関係を式 (11) に代入すると

$$g_{obs}(t) = \frac{1}{2} \beta_{BG} \cdot w(t) + g_0 \quad (\text{式 1 3})$$

となり、上式と式 (7) を比較することで  $a = \beta_{BG}/2$  を導出できるのである。

なお、箱根山上の多くの重力点では重力応答係数  $a$  が  $0.02 \mu\text{Gal}/\text{mm}$  程度であったが、姥子 UBK ではこれよりも大きく  $a = 0.0361 \mu\text{Gal}/\text{mm}$  となった。この原因としては、UBK 直下の陸水貯留量が箱根山上の他の重力点よりも多いことを示唆しており、UBK の降水量が局

所的に多い可能性や、UBK 周辺の陸水が UBK 直下に流動している可能性などが考えられる。また、箱根中学校 JHS では  $a = 0.0095 \mu\text{Gal}/\text{mm}$  と他の重力点よりも小さくなっており、これは JHS 直下の陸水貯留量が他の重力点よりも少ないことを示唆している。これには、JHS 周辺で都市化が進んでいるために地表浸透能が低くなる効果や、JHS の標高が低いために降水量が少なくなる効果が関係していると考えられる。

#### 5.4. 火山活動起源の重力変化の把握に向けて

我々は第 4 章で線形の陸水重力応答モデルを提案し、それを箱根火山の相対重力データに適用した。その結果、この陸水モデルで重力データを約  $11 \mu\text{Gal}$  の精度で再現することに成功し (図 10)、モデル内で推定されたパラメーターについても水文学的な意味づけを与えることができた (5.1 ~ 5.3 節)。しかしながら、本稿の陸水モデルはあくまでも経験的なものであり、仮想的な重力変動を重力観測データに回帰させているに過ぎない。すなわち、本稿の陸水モデルは重力観測データと独立なものではないため、本モデルを用いて火山活動起源の重力変化を分離することは原理的に難しい。

箱根火山の重力測定データから火山活動起源の重力変化を把握するためには、重力データと独立なモデルを用いて陸水重力変化を数値計算し、その計算値を重力測定値から差し引く必要がある。実際、Kazama *et al.* (2015) は非線形の物理モデルを用いて浅間火山内部の陸水時空間分布を数値計算し、最大振幅約  $20 \mu\text{Gal}$  の陸水重力変化を高精度に再現することに成功した。その上で、彼らは 2004 年の重力観測データから陸水重力変化を差し引き、火道内マグマの移動に伴う振幅約  $5 \mu\text{Gal}$  の重力変化を抽出することにも成功した。箱根火山にも同様の物理的手法を適用すれば、重力データと独立に陸水重力変化を計算し、かつ火山起源の重力変化を把握できるものと期待される。また、物理的手法に基づいて陸水重力変化を再現することで、第 4 章~第 5 章で指摘してきた陸水重力変化の特徴を物理的かつ定量的に裏付けることができると期待される。

重力変化や質量変動の観点から箱根火山活動を理解するためには、本研究のような相対重力キャンペーン測定を今後も継続していくことが不可欠である。例えば、桜島火山では 1975 年以降半世紀に渡って相対重力キャンペーン測定が継続されており、脱ガスマグマの蓄積によると考えられる経年的な重力増加が長期に渡って観測されている (Oyanagi *et al.*, 2023; 風間ほか, 2024)。本研究における箱根火山での重力測定期間は約 7 年間であ

り、この期間内では経年的な重力変化は観察されていないものの、今後も同様の重力測定を継続することで有意な火山性重力変化が検出される可能性も考えられる。

## 6. 結論

我々は2018年～2025年の7年間において、箱根火山の周辺でバネ式相対重力計による相対重力キャンペーン測定を計15回実施した。各回の重力測定では小田原市の温泉地学研究所（ONK重力点）を基準点とし、県道734号線を経て大涌谷方面と芦ノ湖方面の計8箇所にて相対重力値を測定した。その結果、各重力点の重力値は最大70  $\mu\text{Gal}$ の範囲で時間変化しており、秋季の測定時（9月～10月）に極大、春季の測定時（3月）に極小となるような年周的な変動を示すことが確認された。また、この重力データに主成分分析を適用すると、主要な3つの主成分は全て年周的な時間変化の特徴を有しており、この3つの主成分の累積寄与率は全ての重力点で7割を超えることが分かった。

次に、我々は線形の陸水変動モデルを用いて陸水変動に伴う重力変化を計算し、観測された相対重力変化を再現した。この陸水モデルでは、アメダス箱根の降水量と鋸歯形状の応答関数の畳み込みによって各重力点の陸水貯留量を計算し、これに比例係数（陸水重力応答係数）を掛け合わせることで陸水重力変化の時系列を作成することができる。我々は応答関数の時定数や陸水重力応答係数といった未知パラメーターを重力点ごとに推定し、実際に観測された相対重力変化をRMSEにして11  $\mu\text{Gal}$ 以内で再現することに成功した。時定数の最適値  $\tau_{\text{best}}$  は重力点ごとに90日～370日の幅を有しており、これは各重力点周辺の陸水流動の特徴を反映していると考えられる。また、各重力点の陸水重力応答係数  $a$  は0.0095～0.0361  $\mu\text{Gal}/\text{mm}$ の値となり、 $a$ の重力点ごとの違いは降水量の空間的な差異によるものと考えられる。

このように、本研究は線形陸水モデルによって重力観測データを高精度に再現することに成功した。ただし、本研究の陸水モデルはあくまでも経験的なものであり、仮想的な重力変動を重力観測データに回帰させているに過ぎない。今後重力データから火山活動起源の重力シグナルを抽出するためには、重力観測データと独立な陸水物理モデルによって陸水重力変化を再現し、そこで得られた陸水重力変化を重力観測データから差し引く必要がある。また、この物理モデルでは、陸水流動の非線形性、芦ノ湖の湖水変化、熱水の寄与、降水の空間分布といった複雑性を考慮する必要がある。このような陸水物理モデルの開発と合わせて、今後も箱根火山周辺で相対重力

測定を継続することで、火山性重力変化の検出可能性を高められると期待される。

## 7. 謝辞

本研究を遂行するにあたり、原田昌武氏・加藤照之氏には重力点の選定に、および箱根町立箱根中学校・奥箱根観光株式会社には相対重力測定にご協力いただいた。本研究の一部は以下の支援を受けて実施された：JSPS科研費（15K17749, 22K03777）、東京大学地震研究所共同利用（2022-B-04, 2025-B-03）、文部科学省「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」（第2次および第3次）。論文の改訂に当たっては、査読者の萬年一剛氏・原田昌武氏より有益な助言を頂いた。以上、ここに記して感謝いたします。

## 8. 参考文献

- Carbone D., Poland M. P., Patrick M. R., Orr T. R. (2013) Continuous gravity measurements reveal a low-density lava lake at Kilauea Volcano, Hawaii, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 376, 178-185. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.024>
- Doke R., Harada M., Mannen K., Itadera K., Takenaka J. (2018) InSAR analysis for detecting the route of hydrothermal fluid to the surface during the 2015 phreatic eruption of Hakone Volcano, Japan, *Earth Planets Space*, 70, 63. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0834-4>
- Furuya M., Okubo S., Sun W., Tanaka Y., Oikawa J., Watanabe H., Maekawa T. (2003) Spatiotemporal gravity changes at Miyakejima Volcano, Japan: Caldera collapse, explosive eruptions and magma movement, *J. Geophys. Res.*, 108 (B4), 2219. <https://doi.org/10.1029/2002JB001989>
- 原田昌武・小田原啓・松沢親悟・代田寧・板寺一洋・寺田暁彦 (2012) 箱根大涌谷の北側斜面における近年の地表面変化と熱赤外カメラによる観測, *温地研報告*, 44, 55-62.
- Harada M., Doke R., Mannen K., Itadera K., Satomura M. (2018) Temporal changes in inflation sources during the 2015 unrest and eruption of Hakone volcano, Japan, *Earth Planets Space*, 70, 152. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0923-4>
- Heki K. (2004) Dense GPS array as a new sensor of seasonal changes of surface loads. In: Sparks R. and Hawkesworth C. (eds.), *The State of the Planet:*

- Frontiers and Challenges in Geophysics, John Wiley, 177-196. <https://doi.org/10.1029/150GM15>
- 日野幹雄 (2010) スペクトル解析 (新装版), 朝倉書店, 312 pp.
- Honda R., Yukutake Y., Morita Y., Sakai S., Itadera K., Kokubo K. (2018) Precursory tilt changes associated with a phreatic eruption of the Hakone volcano and the corresponding source model, *Earth Planets Space*, 70, 117. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0887-4>
- 岩瀬康行・江口孝雄・鈴木攻祐・本多亮・棚田俊收 (2006) A-10 型絶対重力計で得られた温泉地学研究所の絶対重力値, 温地研報告, 38, 27-30.
- Jury W. A., Horton R. (2004) *Soil Physics* (6th edition), John Wiley & Sons, 384 pp.
- Kazama T., Tamura Y., Asari K., Manabe S., Okubo S. (2012) Gravity changes associated with variations in local land-water distributions: Observations and hydrological modeling at Isawa Fan, northern Japan, *Earth Planets Space*, 64, 309-331. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.11.003>
- 風間卓仁・山本圭吾・福田洋一・井口正人 (2014) 相対重力データに対する陸水擾乱補正の重要性: 桜島火山を例に, 測地学会誌, 60, 73-89. <https://doi.org/10.11366/sokuchi.60.73>
- Kazama T., Okubo S., Sugano T., Matsumoto S., Sun W., Tanaka Y., Koyama E. (2015) Absolute gravity change associated with magma mass movement in the conduit of Asama Volcano (Central Japan), revealed by physical modeling of hydrological gravity disturbances, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 1263-1287. <https://doi.org/10.1002/2014JB011563>
- 風間卓仁・安部祐希・原田昌武・加藤照之 (2019) 箱根火山における相対重力繰り返し測定 (2018 年 7 月 ~ 2019 年 10 月), 温地研報告, 51, 25-36.
- 風間卓仁 (2022) LaCoste & Romberg 型重力計を用いた重力加速度の相対測定, 京都大学学術情報リポジトリ, 15 pp. <https://doi.org/10.14989/276327>
- 風間卓仁・山本圭吾・岡田和見・大島弘光・大柳諒・小濱瑞希・竹中悠亮・井口正人 (2024) 桜島火山における繰り返し相対重力測定 (2023 年 10 ~ 11 月および 2024 年 3 月), 京大防災研年報, 67B, 66-78. <https://doi.org/10.14989/292424>
- 気象庁 (2013) 日本活火山総覧 (第 4 版). [https://www.data.jma.go.jp/vois/data/filing/souran/menu\\_jma\\_hp.html](https://www.data.jma.go.jp/vois/data/filing/souran/menu_jma_hp.html)
- 気象庁 (2015) 平成 27 年 (2015 年) の箱根山の火山活動, 29 pp. [https://www.data.jma.go.jp/vois/data/report/monthly\\_v-act\\_doc/tokyo/2015y/315\\_15y.pdf](https://www.data.jma.go.jp/vois/data/report/monthly_v-act_doc/tokyo/2015y/315_15y.pdf)
- 気象庁 (2019a) 平成 31 年・令和元年 (2019 年) の箱根山の火山活動, 14 pp. [https://www.data.jma.go.jp/vois/data/report/monthly\\_v-act\\_doc/tokyo/2019y/315\\_19y.pdf](https://www.data.jma.go.jp/vois/data/report/monthly_v-act_doc/tokyo/2019y/315_19y.pdf)
- 気象庁 (2019b) 台風第 19 号による大雨、暴風等, 65 pp. [https://www.data.jma.go.jp/stats/data/bosai/report/2019/20191012/jyun\\_sokuji20191010-1013.pdf](https://www.data.jma.go.jp/stats/data/bosai/report/2019/20191012/jyun_sokuji20191010-1013.pdf)
- 気象庁 (2025) 過去の気象データ検索. <https://www.data.jma.go.jp/stats/etrn/index.php>
- Mannen K., Yukutake Y., Kikugawa G., Harada M., Itadera K., Takenaka J. (2018) Chronology of the 2015 eruption of Hakone volcano, Japan: geological background, mechanism of volcanic unrest and disaster mitigation measures during the crisis, *Earth Planets Space*, 70, 68. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0844-2>
- 村瀬雅之・森濟・李楊・片野凱斗・原田昌武・道家涼介・萬年一剛・安部祐希・竹中潤・松島健・手操佳子・内田和也・森田花織・古賀勇輝・中元真美・宮町凜太郎・市村美沙 (2018) 精密水準測量によって検出された箱根火山 2015 年噴火後の上下変動 (2015-2017), 日本地球惑星科学連合 2018 年大会, SVC41-P26.
- Oyanagi R., Kazama T., Kazahaya R., Miyagi I., Yamamoto K., Iguchi M. (2023) Magma mass increase under Sakurajima Volcano, Japan, inferred from campaign relative gravity and leveling data from 1975 to 1992: An interpretation from volcanic gas studies, *Research Square*, 2023. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2880929/v1>
- 佐藤邦明・岩佐義朗 (2002) 地下水理学, 丸善出版, 319 pp.
- Tamura Y. (1982) A computer program for calculating the tide-generating force, *Publ. Int. Latitude Obs. Mizusawa*, 16 (1), 1-20.
- 坪川恒也 (2005) 重力の測定, 精密工学会誌, 71, 1335-1338. <https://doi.org/10.2493/jjspe.71.1335>
- 若林環・風間卓仁・福田洋一・安部祐希・吉川慎・大倉敬宏・今西祐一・西山竜一・山本圭吾 (2022)

LaCoste 型および Scintrex 型相対重力計におけるスケールファクターの読取值依存性の検定, 測地学会誌, 68, 49-68. <https://doi.org/10.11366/sokuchi.68.49>

Yukutake Y., Ito H., Honda R., Harada M., Tanada T., Yoshida A. (2011) Fluid-induced swarm earthquake sequence revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms in the 2009 activity at Hakone volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, 116, B04308. <https://doi.org/10.1029/2010JB008036>

[org/10.1029/2010JB008036](https://doi.org/10.1029/2010JB008036)

Yukutake Y., Honda R., Harada M., Doke R., Saito T., Ueno T., Sakai S., Morita Y. (2017) Analyzing the continuous volcanic tremors detected during the 2015 phreatic eruption of the Hakone volcano, *Earth Planets Space*, 69, 164. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0751-y>

横山泉・棚田俊收・萬年一剛 (2002) 箱根火山地域における補足的重力測定 (1999 年), 温地研報告, 33, 1-10.